テフラとレスからみた火山の噴火と噴火史¹⁾

早川 由紀夫²⁾

Volcanic Eruptions and Eruptive History of a Volcano Revealed by Tephra and Loess Deposits¹⁾

Yukio HAYAKAWA²⁾

Tephra provide extremely useful sedimentary beds for Quaternary research because they are highly reliable time markers. Tephra studies in Japan have advanced primarily on this basis. Because tephra themselves are products of volcanic eruptions it is quite possible to study explosive eruptions using tephra beds. The thickness of the beds tells us the magnitude of the eruption, while the dispersal pattern of the tephra tells us the intensity of the eruption. The mode of eruption is known by the grain-size characteristics of the tephra deposits. The life history of a volcano can be revealed by alternations of tephra and loess beds.

I. はじめに

第四紀学研究者がテフラと呼んでいるものの中には、火砕流やサージなど地表面にそって流れた堆積物も含まれるが、以下では、とくにことわらないかぎり火山の爆発によって空高く吹き上げられたあと空中を降下して乾陸上に堆積する軽石質テフラを想定する。小論では、このような軽石質テフラからなる堆積物を用いて、それを生産したプリニー式噴火の噴煙性ダイナミクス、粒子拡散様式、噴火時間、噴出量、噴出率などを知る試みを簡単に紹介する。日本でよく知られている第四紀テフラのほとんどはプリニー式噴火の産物である。なお、個々のテフラの記載文献については、とくに重要なものを除いて省略した。

後半では、火山の非噴火時の堆積物に注目する。研究史を概観して問題点の所在を明らかにしたのち、時間を測るクロノメトリーの道具としてそれが有望であることを述べる。

II. 噴煙柱のダイナミクス

火山噴煙のダイナミクスの研究は最近めざましい進歩を遂げた。小屋口 (1991) がその成果をうまくまとめて

いるので、ここでの解説は簡単にしよう。噴煙柱は、下からガス推進域 (gas thrust region)、対流域 (convective region)、かさ形域 (umbrella region) の3つに分けて考えることができる (SPARKS, 1986)。

基部のガス推進域では、圧力が急激に開放されるからマグマに溶けこんでいたガスが気化膨張して、その推進力のために強い上昇流が生じる。しかしそれは重力によってすみやかに減速されてしまう。最大級の噴火でも、ガス推進域は噴煙柱の基部 2~3 km 部分を占めるにすぎない。ガス推進域の上には浮力が支配する対流域がある。噴煙柱の周囲から取り込まれた空気がマグマの熱で暖められて膨張し、密度が減少するために浮力によって噴煙の上昇が継続する。噴煙柱の密度と大気密度が等しくなった高さが対流域の上限である。ところが、その高さでの噴煙上昇速度は 0 ではないので、噴煙は慣性力でもうしばらく上昇する。水平方向への広がりも著しいので、この部分をかさ形域という。このかさ形域の存在がテフラの分布に大きな影響を与えている。

噴煙柱の高さ H は熱エネルギーの放出率 Q の $1/4$ 乗に比例する。定常状態の噴煙の場合は、

$$H = 8.2Q^{1/4} \quad (1)$$

の関係が成り立つ (MORTON *et al.*, 1956; WILSON *et al.*,

1) 1991 年 6 月 20 日受付。1991 年 9 月 30 日受理。1990 年度日本第四紀学会大会シンポジウムにおいて講演。

2) 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Faculty of Science, Tokyo Metropolitan University (現在: 群馬大学教育学部地学教室 Department of Earth Sciences, Faculty of Education, Gunma University)。

1978). ただし, 単位は H (m), Q (W) である. したがって, 噴煙柱の高さ H を実測すれば熱エネルギーの放出率 Q , すなわちマグマの噴出率を知ることができる.

III. テフラの降下と分布を支配する要因

爆発的噴火によって空高く吹き上げられたテフラ粒子は, 重力と空気抵抗がつりあう速度 (終端速度) で落下する. 直径 1 cm の軽石の終端速度は地表付近で約 5 m/s である (WALKER *et al.*, 1971). テフラ粒子は落下中に風によって水平方向に運ばれるから, 終端速度の小さいテフラ粒子ほど火山から遠くまで達する.

中緯度地方の圏界面付近 (高度約 12 km) には, 季節を問わず顕著な偏西風が吹いている. このために, 日本においてはこの高さを超えるプリニー式噴煙柱から落下するテフラ粒子の多くは火口の東側に分布することになる. ストロンボリ式噴火やハワイ式噴火によって低い噴煙柱から落下するテフラ粒子は, 偏西風の影響をあまり受けないから, そのときの地表風の向きによって東西南北いずれの方角にも分布しうる.

高空では空気抵抗が小さいため, テフラ粒子の終端速度は地表付近よりはるかに速い. 高さ 50 km から 20 km まで落下するのにかかる時間と, 高さ 5 km から地表まで落下するのにかかる時間はほぼ等しい. したがって, テフラの分布は低空の風ベクトルに支配されやすく, 高空での風ベクトルにあまり依存しない. 夏期, 中緯度地方の成層圏には東風が吹くにもかかわらず, 日本のプリニー式テフラのわずか 8 % しか火口の西側に分布しないのはこのためである (HAYAKAWA, 1985). 西側に分布するプリニー式テフラ (たとえば, 大山松江, N. Us-c, カワゴ平, 十和田 a など) は, 強い低気圧 (台風) の接近による悪天候時の噴火の産物であろう.

高さ 30 km を超える高い噴煙柱では, かさ形域が水平方向に大きく広がるため, 風上側へもテフラが降下することがある. 桜島の位置から 2 万 2,000 年前に噴出した大隅軽石は風上側へ 20 km 以上分布している (KOBAYASHI *et al.*, 1983). フィリピン のピナツボ火山の 1991 年 6 月 15 日噴火では, 台風の雲を突き抜けてかさ形域が円形に大きく広がるようすが人工衛星ひまわりから観測された (徳野, 1991). この噴煙はプリニー式ではないらしく, 始良 Tn 火山灰と同じように火砕流にともなう灰かぐらの噴煙らしい. テレビで報道された映像をみると火山灰 (砂+シルト) ばかりが堆積していて, 軽石礫がほとんどみえない. 火砕流内部でガス流動化現象が達成されたことによって形成された噴煙の構成

Table 1 Historical plinian eruptions in Japan with tephra volume of 0.1 km³ and more

Age	Volcano	Volume (km ³)
1929	Komagatake	0.20
1914	Sakurajima	0.45
1856	Komagatake	0.11
1783	Asama	0.41
1779	Sakurajima	0.29
1739	Tarumai	2.2
1707	Fuji	2.1
1667?	Tarumai	3.5
1663	Usu	3.7
1640	Komagatake	3.5
1471	Sakurajima	1.2
1108	Asama	1.0
915?	Towada	0.84

HAYAKAWA (1985) revised.

Table 2 Volume of fallout tephra of recent eruptions in Japan

Age	Volcano	Volume (km ³)
1991	Unzen	0.004
1988	Tokachi	0.00025
1986	Izu Oshima	0.02
1983	Miyakejima	0.003
1982	Asama	0.0001
1977	Usu	0.083

物としてふさわしい.

シルトの大きさの火山灰は, 大気中で集合して火山豆石をつくりやすいため, 単独粒子としての終端速度よりずっと速い速度で落下することがむしろ普通である.

IV. 発生頻度と噴火時間

日本では, 0.1 km³ 以上の降下テフラを堆積させた噴火が歴史時代に 13 回起こっている (Table 1). 最近 20 年間に起こった噴火の降下テフラの体積はどれも 0.1 km³ に満たない (Table 2).

瞬間的爆発が起こるブルカノ式噴火とちがって, 定常状態が実現するプリニー式噴火では数十分から数十時間噴火が継続する. アイスランドのヘクラ火山の 1947 年 3 月 29 日の噴火では, 噴火開始後 12 分で噴煙柱の高さは 27 km に達し, 21 分でピークの 30 km に達した. そして約 1 時間後には 10 km まで低くなった (Fig. 1: THORARINSSON, 1954). 伊豆大島の 1986 年 11 月 21 日の噴火は, 17 分で 6 km, 32 分で 9 km を超え, 1 時間

Fig. 1 Development of the eruption cloud of Hekla March 29th 1947 seen from 124 km west
(THORARINSSON, 1954)

後にピークの 16 km に達した。9 km より高い状態は 3 時間続いた。セントヘレンズ火山の 1980 年 5 月 18 日の噴火は、13 分で 25 km の高さに達した。噴煙の水平移動速度は 28 m/s であり、高度 12 km 付近の風速とよく一致した。噴火は 9 時間続いた (SARNA-WOJCISKI *et al.*, 1981)。スコリア丘を形成するストロンボリ式噴火は数ヵ月以上継続することがある。

V. 噴出量 (噴火の規模) の計測

テフラの厚さ分布図を作成すると、その噴火で噴出したマグマの量を知ることができる。降下テフラの体積計算は簡単であり、テフラの分布限界まできちんと層厚を測定した等層厚線図を用意しさえすれば、問題はどこにも存在しないと思われるかもしれない。しかし、実際は層厚 10 cm 以下、あるいは火山から 200 km 以上はなれた地域でテフラを確認することは多くの場合困難である。火山近傍で得られた層厚と面積の関係を両対数グラフ上に示して、それを薄層側へ外挿しようと試みても、自由度が大きすぎて満足できる結果は得られない。細粒火山灰が噴火によってどれくらい広く拡散されるか見当がつかないのである。

もしマグマが鉱物結晶を含んでいれば、噴出した結晶の全量を実測することはできる。測定を特定サイズの結

晶だけに限れば作業量は軽減される。たとえば 1~2 mm の結晶だけに注目すると、そのような結晶のほとんどは通常の気象条件下では火山から 100 km 以内の地点に落下するから、地表調査によって噴出した結晶の重量を知ることができる。一方、十分大きな軽石を粉砕すればマグマの中に含まれていた結晶の含有率を調べることができるので、結晶全量が得られれば噴出したマグマの重量を計算することができる。これは WALKER (1980) によって初めて試みられた方法であり、crystal concentration study (結晶法) という。

降下テフラの噴出量を測定する方法として、結晶法はたいへん優れているが、粒度分析と構成物量比の測定を多数の試料に対して行わなければならない。また、とくに古いテフラの場合には、露出が限られて計測に必要な十分な試料を得ることができないことが多い。それゆえ簡便法がぜひ必要となる。Fig. 2 をみてわかるように、一般の降下テフラの層厚 (T) - 面積 (S) 曲線は両対数グラフ上で傾き -1 の直線にはほぼ平行する。大噴出量の降下テフラから小噴出量の降下テフラまで一様に T - S 曲線がほぼ平行であるということは、大きな噴火でも小さな噴火でも火砕物の拡散のしくみはほとんど変わらないことを示していると考えられる。したがって、どれかひとつの降下テフラの正確な体積がわかれば、それを

Fig. 2 Relation between the areas enclosed by isopachs, S , and the thickness, T for plinian tephra deposits. The product TS is almost constant for each deposit. The dotted lines are iso-volume lines assuming $V = 12.2 TS$. (HAYAKAWA, 1985)

リファレンスとして単純比較, すなわち同一層厚での面積比あるいは逆に同一面積での層厚比によって, 任意の降下テフラの体積を決定することができる。さらに便利なことには, 傾きが-1に近いことから積 TS がひとつの降下テフラでは層厚によらずほぼ一定である。この性質を利用することによって, HAYAKAWA (1985) は降下テフラの体積 V を簡便に計算することのできる式 $V = 12.2 TS$ を導いた。係数 12.2 は, 結晶法によって噴出量が求められた 5 つの降下テフラの係数の平均値である。

この式を使って計算した日本のプリニー式テフラの体積は, $0.1 \sim 100 \text{ km}^3$ の間にほぼはいる。最大は, 支笏火山から 3 万 2,000 年前に噴出した Spfa 1 軽石であり, 125 km^3 の体積をもつ。マグマの体積に直すと 35 km^3 である。これに次ぐのが大隅軽石 (98 km^3) である。この 2 つのプリニー式軽石は世界でも最大級に属する。大隅軽石の直後に発生した始良 Tn 火山灰は, 阿蘇 4 火山灰と同じく, 火砕流噴火にともなう灰かぐら

Fig. 3 Graphic explanation of down-wind range, R_d , cross-wind range, R_c , and net displacement by the wind, R_w . Triangle is the source. Solid curve is isograde of a given tephra size.

Fig. 4 Width of eruption columns as a function of the height for a magma temperature of $1,000^\circ\text{C}$ (SPARKS, 1986)

テフラであるが, 日本および近海を広く覆うことからわかるように, 上記 2 軽石の数倍の体積をもつ。

VI. 噴出率 (噴火の強度) の計測

テフラを構成する粒子の大きさが, 火山からの距離と方向によってどのように変化するかを調べることによって, その噴火のマグマ噴出率 Q (kg/s) を測定することができる。たとえば直径 1 cm の石質岩片が火山のまわりにどのように分布するかを調べて, 分布限界線が Fig. 3 のように描けたとする。最高到達距離 R_d は, R_w と R_c の和であらわされる。 R_w は風による移動距離, R_c は上空で噴煙柱が水平方向に拡大することによって獲得した距離である。ここでは R_c に注目する。噴煙柱の太さは, 高く上昇すればするほど太くなる。Fig. 4 は SPARKS (1986) があるモデルに基づいて計算して得た噴煙柱の高さ H と太さの関係図である。この太さが水平拡大距離 R_c を決定する。Fig. 4 を用いれば, 降下テフラの粒径分布図から計測できる R_c によって噴煙柱の

Table 3 Magma discharge rate, column height, and duration for observed (mostly plinian) eruptions

Eruption	discharge rate ($10^3 \text{ m}^3/\text{s}$)	column height (km)	duration (hours)
Hekla 1947	17	24	0.5
Hekla 1970	3.3	14	2
Soufriere 1902	11-15	14.5-16	2.5-3.5
Bezymianny 1956	230	36-45	0.5
Fuego 1971	0.64	10	10
Heimaey 1973	0.05	2-3	
Ngauruhoe 1974	0.01	1.5-3.7	14
Santa Maria 1902	17-38	27-29	24-36
(after Wilson <i>et al.</i> , 1978)			
Izu Oshima 1986	1.0	16	3
Miyakejima 1983	0.18	8	2

高さ H を知ることができ、さらに (1) 式からマグマの噴出率 Q が計算できる。この方法で計算されたプリニー式噴火の噴出率は $10^6 \sim 10^9 \text{ kg/s}$ の間にほぼはいる (CAREY and SIGURDSSON, 1989)。

目撃された噴火の噴出率、噴煙柱高度、噴火時間は Table 3 のとおりである。噴出量 (体積 V) と噴出率 Q には、いずれも約 1,000 倍のバリエーションがあるが、両者の間には正の相関関係があるから、 V/Q で計算できる噴火時間のバリエーションは縮まり、1~100 時間程度である。

VII. クロボクとロームの成因に関する研究史

乾陸上に堆積した軽石質テフラは、クロボクあるいはロームに挟まれていることがふつうである。その時代が完新世であるときには黒色のクロボクに、更新世であるときには褐色のロームに挟まれていることが多い。

クロボクの成因に注目してそれを初めて問題としたのは町田 (1964) である。彼は富士黒土層について次のように書いている。「黒土層の野外でみられる主要な特徴は次の諸点である。1) 火山に近くなるにつれて厚さが増すこと、2) 西・南麓よりも、東・北麓に厚いこと (新期 tephra の傾向と似る)、3) ところによっては暗褐色の火山灰層が 1~2 層はいること、4) 東麓ではその上部に黒色ラビリがはいること、5) 赤橙色の風化したスコリア粒を含むこと、6) 凹所には局部的に厚く堆積することがあるが、地形にそってよく連続し、不整合面によっておきかえられている場合は比較的少ないこと。このような諸点からみると、この黒土層は火山灰の降下しない時期に、土壌形成作用によって、古期 tephra の上部が風化し、それに腐植が堆積したものとみなすより

も、火山灰が間欠的に降下堆積し、それに腐植が集積したものとみなすほうがよいように考えられる」。

黒土 (クロボク) が土壌化作用の生成物ではなく、独立の堆積物であることを立証した点で町田 (1964) の考えは画期的であった。しかし、上に示された根拠のうち少なくとも 1) ~ 5) は、黒土ではなくその間に挟まれている降下テフラの特徴を観察したものである。

黒土が空塵として堆積したものであるという主張は、小林 (1967) によって次のようになされた。「黒土の無機成分はその形成場所の遠近の周辺から空塵 (atmospheric dust) あるいは広義の mass-wastes として累加されたものが主体をなしているのではないか」、「平らな地表面、平らだが近くにより高い斜面がある場合、地面全体がゆるく傾いている場合、物質がいかに累積・除去されるかという過程を考えてみよう。河川・氷河作用などを除外すると、次の 7 つの過程が強調される。(1) 地表面の一時的流水 (Diluvial および Proluvial などの言葉も含まれるだろう)、(2) 地表面における水の浸透 (地表面の沈下をもたらす)、(3) Mass-wasting (Colluviation, Solifluction, Talus buiding などを含む)、(4) Cryoturbation、(5) 風による侵食と堆積、(6) 火山灰の降下、(7) 人間を含めた生物の作用。このうち第 1, 3, 5, 6 および 7 項が堆積過程として重要である」。

小林 (1967) はこの考えを「土壌堆積生成論」と呼んだ。火山噴火による火山灰の降下は、黒土をつくる複数の堆積過程の中のひとつにすぎないととらえ、むしろ風による侵食と堆積過程を重要視した。

この「土壌堆積生成論」を赤土 (ローム) にまで拡張したのが中村 (1970) である。彼によると、ローム層は噴火が行われていないときにわずかつづ堆積する。そう

考える理由は次の3つである。(1) 数万年間にわたりほぼ等速(0.1 mm/年)で無層理の堆積物を残すような「ローム式噴火」は知られていない。(2) 火山からの距離による層厚変化が乏しい。(3) 非平衡の鉱物組合せ(かんらん石+石英)がふつうにみられる。

黒土(クロボク)と赤土(ローム)の違いについては、「赤いか黒いかは噴火活動という視点からは同じであって、その他の条件が変化した為のものと考えられる」と中村(1970)は述べ、「ローム層が、植生の変化・風による運搬作用を通して、噴火活動を間接的に反映しているという考え方は、ローム層はレスと共通した地史的意義をもっているという考え方につながっていく」という展望も与えている。

このように、クロボクとロームの成因に関する議論は1960年代後半に盛んであったが、木越(1971)による次の記述以降あまり省みられなくなった。「ローム層の堆積速度が約3万年を通じて一様であったか否かは興味ある問題である。富士、箱根、伊豆、北関東など関東ロームの噴出源に近い所での測定によって、火山噴出物の量の経年変化についての確実な情報が得られれば、その経年変化と関東ローム層の堆積速度の経年変化を比較することによって、二次的な風送によるロームの堆積と、火山活動に直結した一次堆積といずれが主となっているかについて明確な判断が下しうであろう。二次的な風送によるロームの堆積は、気候変化による影響を受ける可能性があり、もし火山活動が過去3万年間を通じてほぼ一様であったとしても、1~1.5万年前からのロームの堆積速度に変化が認められる可能性はある。しかし前述のように、この点に関しては、少なくとも本論文(町田ほか, 1971)に出されているデータでは確定的な結論は出しえないと考えるべきであろう」。

最近になって、早川・由井(1989)、早川(1991)、早川・井村(1991)は、小林(1967)と中村(1970)の考えに同調することを明言して、クロボクとロームが噴火堆積物ではなくレスであるとみる立場から火山噴火史の研究を進めている。クロボクとロームをレスであると考え最大の根拠は、次の4点にまとめられる(早川, 1990)。(1) 風塵がわずかながらも堆積していることが日常生活で経験される。(2) 2枚の噴火堆積物に挟まれたクロボクやロームの厚さが火山に近いほど厚いということはない。厚さはどこでもほぼ一定である。(3) その厚さは時間の長さにはほぼ比例する。(4) その地域の火山がまったく噴火しなかったことがわかっている時代に堆積している(例: 十和田 915(?)年テフラの上、富士 1707年テフラの上)。

なお、アイスランドでは日本のクロボクに相当する地層をレス土壌(loessial soil)と呼んでいるし(THORARINSSON, 1979)、ニュージーランドでは日本のロームに相当する地層をレスとすでに呼んでいることが火山学の教科書(CAS and WRIGHT, 1987, p. 330)の記述からわかる。日本でも、2枚の降下テフラ間の泥炭層の無機成分が火山噴火で降下した火山灰であると考えている人はほとんどいない。

VIII. レスによるジオクロノメトリー

クロボクとロームがレスであるとみなすと、厚さが時間の長さにはほぼ比例するという性質から、レスの層厚がクロノメトリーの道具として有用であることがわかる。クロノメトリーとは、現在から遡った年数(年代)を測るクロノロジーとは違い、過去に存在した時間を測ることを目的とした研究のことである。

日本各地の火山地域でレスの厚さを測定した早川・由井(1989)は、その堆積速度は年代によらずほぼ一定で、0.04~0.15 mm/年の間にはいり、平均値は0.07 mm/年であると述べた。噴火年代がよくわかっている歴史時代の噴火堆積物に挟まれたレスの厚さ(具体的には、北海道 駒ヶ岳 1929/1856/1640、新潟 焼山 1773/1361、新島 886/神津島 838、三宅島/1983、桜島 1914/1471)を測定すると、興味深い事実が明らかになった(Fig. 5)。計測対象時間が1,000年より短いと、レスの堆積速度は1~0.1 mm/年と速く、1,000年~10万年ではほぼ0.1 mm/年、10万年より長い時間では0.1~0.01 mm/年と遅い。この原因については、多数の要因が複雑に関係しあっているのでまだ解明されていない。

北海道の Spfa 1 軽石と Spfa 2 軽石との間には厚さ 70 mm のレスが挟まれる。したがってレスクロノメトリーによれば、この2つの噴火は約1,000年の時間差をおいて起こった事件であるとみなされる。Spfa 1の年代は放射性炭素法によって、たとえば $32,200 \pm 2,000$ y. B. P. と測定されている(KIGOSHI, 1967)。測定誤差(σ)は2,000年であるから、もし将来 Spfa 2の放射性炭素年代が測られたとしても、2つのテフラの年代値の違いは誤差を下回り、放射年代学では2つの噴火の時間間隔を知ることができない。しかし、レスクロノメトリーによれば約1,000年の時間が経過したことを知ることができる。

過去の時間を測る時間尺としてレスを使えば、ある噴火と別の噴火の前後関係を知るだけにとどまらず、噴火と噴火の間に経過した時間の長さを知った上で、火山の

Fig. 5 Accumulation rate of loess sandwiched in between age-determined tephra layers

噴火史を記述することができる。また、噴火堆積物とレスの互層があれば、絶対年代がわからなくとも、その時代のその火山の活動度を評価することができる。

IX. ま と め

テフラは、確かな等時間面を地層に与えることから、現在までに、第四紀学においてゆるぎない地位を確立した。この地位はこれからも不動であろう。日本におけるテフラ研究は、このように必要にせまられて進んだ一面がある。しかし、テフラはそもそも火山の噴火によって生産されるものであるから、テフラによる火山噴火の研究が成立することは自明である。1枚のテフラの厚さを各地で測定すれば、その噴火の規模を知ることができる。特定サイズ粒子の水平分布図を描けば、その噴火の強度を知ることができる。テフラの粒度組成に注目すれば、その噴火の様式を推定することができる。また、テフラとレスの互層にレスクロノメトリーの考えを適用すれば、ひとつの火山の一生を理解することまで可能である。

謝辞 本研究には文部省科学研究費重点領域（代表者：荒牧重雄 02201109, 町田 洋 02201243）を使用した。

引 用 文 献

- CAREY, S. and SIGURDSSON, H. (1989) The intensity of plinian eruptions. *Bull. Volcanol.*, **51**, p. 28-40.
- CAS, R. A. F. and WRIGHT, J. V. (1987) *Volcanic successions, modern and ancient*. Allen & Unwin, 528 p.
- HAYAKAWA, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **60**, p. 507-592.
- 早川由紀夫 (1990) 堆積物から知る過去の火山噴火. 火山, **34**, 火山学の基礎研究特集号, S 121-S 130.
- 早川由紀夫 (1991) 北海道駒ヶ岳 Ko-c₂ 軽石の噴火年代. 火山, **36**, p. 183-186.
- 早川由紀夫・井村隆介 (1991) 阿蘇火山の過去 8 万年の噴火史と 1989 年噴火. 火山, **36**, p. 25-35.
- 早川由紀夫・由井将雄 (1989) 草津白根火山の噴火史. 第四紀研究, **28**, p. 1-17.
- KIGOSHI, K. (1967) Gakushuin natural radiocarbon measurements VI. *Radiocarbon*, no. 9, p. 43-62.
- 木越邦彦 (1971) 町田・鈴木・宮崎論文に対する論評. 第四紀研究, **10**, p. 306-308.
- 小林国夫 (1967) 黒土の堆積過程にかんする試論. ペドロジスト, **11**, p. 15-24.
- KOBAYASHI, T., HAYAKAWA, Y. and ARAMAKI, S. (1983) Thickness and grain-size distribution of the Osumi pumice fall deposit from the Aira caldera. *Bull. Volcano. Soc. Japan*, **28**, p. 129-139.
- 小屋口剛博 (1991) 火山噴煙のダイナミックス. 科学, **61**, p. 324-332.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史—第四紀末期について—(その 1)(その 2). 地学雑誌, **73**, p. 293-308, p. 337-350.
- 町田 洋・鈴木正男・宮崎明子 (1971) 南関東の立川、武蔵野ロームにおける先土器時代遺物包含層の編年. 第四紀研究, **10**, p. 290-305.
- MORTON, B. R., TAYLOR, G. and TURNER, J. S. (1956) Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. *Proc. Roy. Soc. London*, A 234, p.

- 1-23.
- 中村一明 (1970) ローム層の堆積と噴火活動. 軽石学雑誌, **3**, p. 1-7.
- SARNA-WOJCISKI, A. M., SHIPLEY, S., WAITT, R. B. JR., DZURISIN, D. and WOOD, S. H. (1981) Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **1250**, p. 577-600.
- SPARKS, R. S. J. (1986) The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.* **48**, p. 3-15.
- THORARINSSON, S. (1954) *The eruption of Hekla, 1947-1948, Part II 3. The tephra-fall from Hekla on March 29th, 1947.* Visindafelag Islendinga, 68p.
- THORARINSSON, S. (1979) Tehrochronology and its application in Iceland. *Jokull*, **29**, p. 33-36.
- 徳野正己 (1991) ピナツボ山噴火の火山雲. 気象, **35**, p. 11584-11587.
- WALKER, G. P. L. (1980) The Taupo pumice : product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, p. 69-94.
- WALKER, G. P. L., WILSON, L. and BOWELL, E. L. G. (1971) Explosive volcanic eruptions-I. The rate of fall of pyroclasts. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **22**, p. 377-383.
- WILSON, L., SPARKS, R. S. J., HUANG, T. C., and WATKINS, N. D. (1978) The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, **83**, p. 1829-1836.
-